



Risques et Changements climatiques : Livret guide de l'excursion : le littoral entre Saint Malo et Cancale,

Hervé Regnauld

► To cite this version:

Hervé Regnauld. Risques et Changements climatiques : Livret guide de l'excursion : le littoral entre Saint Malo et Cancale,. risques et changements climatiques, Sep 2010, France. pp.1-25. hal-00828805

HAL Id: hal-00828805

<https://hal.science/hal-00828805>

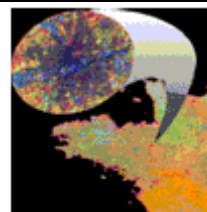
Submitted on 31 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**XXIII^e COLLOQUE DE
L'ASSOCIATION
INTERNATIONALE
DE CLIMATOLOGIE**



**COSTEL – LETG UMR 6554
CNRS**

RISQUES ET CHANGEMENT CLIMATIQUE



1 – 4 septembre 2010

LIVRET GUIDE DE L'EXCURSION : LE LITTORAL ENTRE CANCALE ET SAINT MALO

Hervé Regnauld

**Colloque organisé par le laboratoire COSTEL
LETG (UMR 6554 CNRS), Université Européenne de Bretagne, Rennes 2
Place du Recteur Henri Le Moal, 35043 Rennes Cedex, France.**

Introduction

L'excursion qui clôture le XXIII colloque de l'Association Internationale de Climatologie « Risques et Changements Climatiques » comprend trois parties, l'une culturelle, l'autre festive et la troisième scientifique. Le matin est consacré à la visite du Mont Saint Michel. Cette visite est organisée par les guides du Ministère de la Culture. Le repas de midi est pris à Cancale. La troisième partie, scientifique, mène les participants sur le terrain. Il s'agit de deux sites qui sont particulièrement bien étudiés depuis 20 ans et au sujet desquels le corpus de datations (C14 et OSL) est dense.

Horaires (prévisionnels)

8h : Départ de Rennes

9h 30 : Arrivée au Mont Saint Michel

10h à 12h : Visite de l'Abbaye

12h30-13h45 : Repas

14h -15h30 : Arrêt Anse du Verger

16 h – 17 h : Arrêt Anse du Guesclin

17h45 : Gare de Saint Malo

18h45 : Retour Rennes

Excursion : le littoral entre Cancale et Saint Malo

Le littoral qui s'étend de St Malo à Cancale est intéressant à plusieurs titres : il est très fréquenté mais il est aménagé et protégé de telle façon que cette sur-fréquentation ne le dégrade pas (trop). Il abrite des sites préhistoriques, il a une dynamique érosive localement forte mais un bilan sédimentaire positif ce qui entraîne une forte variabilité morphologique pour les profils de plage et une très grande variabilité des paysages. Après chaque tempête en effet, certaines portions du littoral reculent rapidement (on peut observer des reculs de 2m en 24 heures) et l'opinion publique s'en émeut fortement. La servitude de passage sur le littoral recule vers l'intérieur, obligeant la DDE à tracer de nouveaux chemins. L'impact visuel est important. Mais en un certain sens l'effet spectaculaire de la tempête fonctionne un peu comme un arbre qui cache la forêt. Une étude précise du bilan sédimentaire des plages conduit, en effet, à la constatation d'un paradoxe : plus ce littoral change, au cours de chaque tempête, mieux il se porte, sédimentologiquement parlant. De ce point de vue la tempête est un élément qui, objectivement, fabrique le paysage, et pas un élément qui le détruit ! En même temps, plus certaines falaises reculent, plus l'information contenue dans la stratification des couches se perd, en particulier les artefacts préhistoriques. De ce point de vue là, la tempête détruit du patrimoine scientifique.

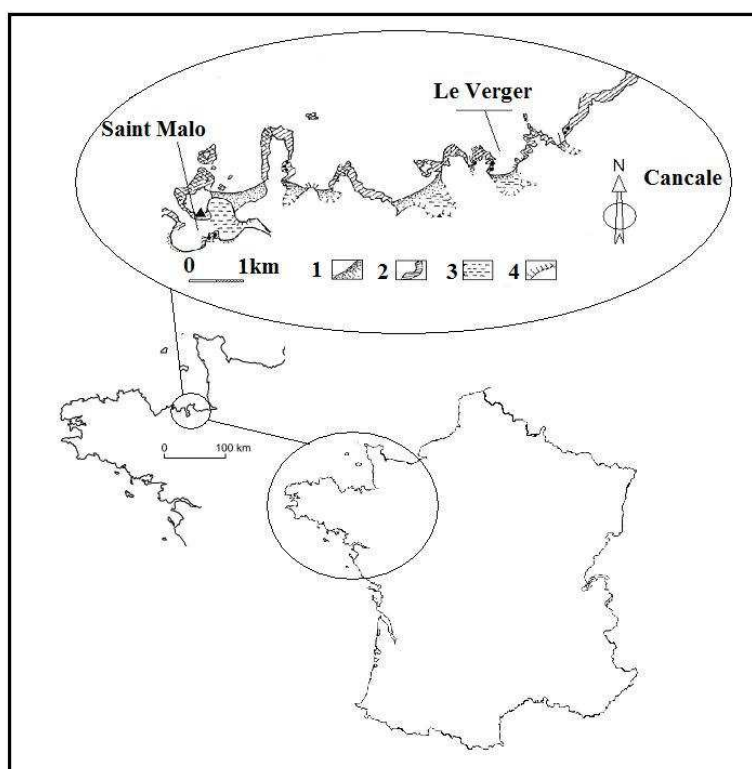


Figure 1 : Localisation du site étudié. 1 : Plage ; 2 : Plate-forme d'abrasion ; 3 : Marais ; 4 : Falaise rocheuse.

Ce livret guide présente d'abord quelques informations générales sur le niveau marin, les réponses morpho-dynamiques, puis aborde les concepts de cellule sédimentaire et d'espace d'accueil. Il propose ensuite deux arrêts sur les sites du Verger et de Du Guesclin .



Figure 2 : Emplacement des sites visités.

Le niveau marin en Bretagne :

Les études sur les variations du niveau de la mer au cours des 10 000 dernières années dans l'ouest de la France ont été entreprises dès les années 1960, avec les travaux de Verger (1968), qui proposa à la fin de sa thèse une synthèse, sous forme d'une courbe, des données alors à sa disposition. Par la suite J.P.Pinot (1974) apporta de nouvelles précisions, puis une étude systématique d'un grand nombre de tourbières littorales permit la construction d'une nouvelle courbe (Morzadec-Kerfourn, 1974), qui reprenait, avec une meilleure définition chronologique et un plus grand nombre de points d'index, les travaux antérieurs. La forme générale de la courbe est celle d'une remontée rapide depuis le Dryas jusque vers 7 500 BP, de -100,-110m vers -10 ou -7m. Cette rapide élévation avait été suivie d'une élévation plus lente, marquée par deux ou trois légères oscillations négatives entre 7 000 BP et l'actuel. Ces oscillations ont été l'objet de discussions : Pirazzoli, dans son ouvrage de synthèse sur le niveau marin à l'Holocène (1991), fait remarquer qu'elles pourraient ne reposer que sur des interprétations mal assurées.

Au cours des années 1990 de nombreux travaux ont progressivement exposé que la remontée marine avait bien eu lieu en deux temps principaux : une remontée rapide, puis une élévation plus lente, avec un passage de l'une à l'autre vers 7 000 BP. A partir de l'Atlantique, si la remontée est plus lente, il apparaît également qu'elle n'est probablement pas régulière. Le détail des oscillations n'est pas fixé avec une totale précision, mais il devient de plus en plus notable que de légères fluctuations négatives sont bien reconnues, par diverses méthodes et en divers sites français. Sur les littoraux belges et espagnols, les mêmes oscillations sont identifiées (Baeteman, 1991, Sanchez Goni, 1996, entre autres), ce qui tend bien à établir plus assurément leur existence. En Brière, les travaux de Visset (et al, 1994) présentent un exemple de ces oscillations. Une forêt de chênes s'est développée sur une tourbe alors qu'une légère régression marine abaissait la nappe phréatique, entre 3090 et 2830 BP. On trouve aussi des arguments en faveur d'oscillations chez Bernard (1995), Gruet et Souriau (1994).

Parallèlement à ces oscillations, des travaux montrent que les indicateurs de niveau marins peuvent ne donner que des informations très locales. En 1995 Morzadec-Kerfourn mentionne l'existence de transgressions localisées ("at the scale of the estuary" ou bien "in local sites depending on the coastline configuration") dont il n'est pas possible de tirer une conclusion spatialement étendue. Diot et Tastet (1995) signalent aussi des changements écologiques (transformation d'un marais maritime en marais d'eau douce) à la suite de la création rapide d'un cordon sableux.

Ces travaux impliquent qu'il y a eu des oscillations négatives d'une part et des décélérations de la vitesse de remontée d'autre part. Il y a également eu des envahissements ponctuels par des eaux salées, qui ne correspondent qu'à des "accidents" locaux et pas à des tendances régionales. Dans ce contexte une nouvelle question géomorphologique est alors apparue : comment l'évolution des formes littorales d'accumulation (les systèmes barrières) répond-elle à la fois à l'élévation lente du plan d'eau et, en même temps, à l'existence d'événements paroxysmaux, telles les tempêtes et les surcotes?

La réponse du littoral à la remontée du plan d'eau : règle de Bruun.

Actuellement en Bretagne le niveau marin monte de 1mm/an, en moyenne. En France le zéro des cartes marines (dit zéro hydro) est réputé être au niveau de la plus basse marée basse théorique. Cette base de références est susceptible de changer. Ainsi, entre le 31-12-1995 et le 1-1-1996, le zéro hydrographique a été remonté de 0,5m à Brest, descendu de 0,4m à Saint-Nazaire, par la Marine Nationale pour s'adapter aux changements morphologiques (sur le fond) et climatiques (sur le niveau marin) survenus depuis plus d'un siècle.

Comment le littoral « répond-il » à la remontée du niveau marin ? Il le fait de plusieurs façons, suivant ses caractéristiques propres, et en fonction de la vitesse et de la régularité de la remontée. Dans le site du Verger le mode de réponse est bien connu. Considérons le site comme un plan incliné rocheux (figure 3), sur le quel repose un prisme sableux

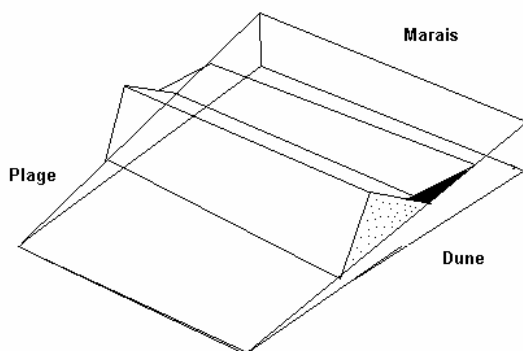


Figure 3 : Composantes élémentaires d'un site

Lorsque le niveau marin monte, le prisme sédimentaire remonte le long du plan incliné. Néanmoins, comme toujours, le terrain est un petit peu plus complexe que la théorie. Le glissement ne se fait pas sur une surface idéale mais sur un substrat marqué par des héritages, en particulier par les traces sédimentaires des niveaux marins plus bas. En reculant la dune passe par dessus le marais, dont elle repousse l'emplacement mais dont elle recouvre le sédiment, souvent tourbeux. Au fur et à mesure du temps la tourbe des marais anciens apparaît dans la face externe de la dune, ou sur l'estran.

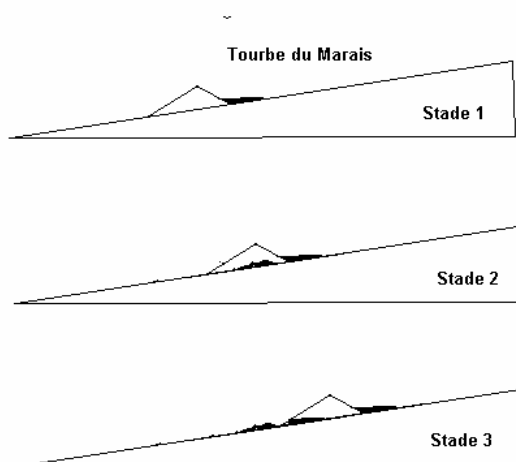


Figure 4 : Evolution du site avec niveau marin

La figure 4 illustre ce mécanisme. Dans l'Anse du Verger la tourbe d'estran est datée de +/- 6000 BP tandis que le marais contient 8m d'épaisseur de sédiments dont les plus anciens ont 10 000 ans et les plus récents sont actuels. On doit considérer, au vu de ces dates que le recul de la dune a recouvert un immense marais (qui originellement devait avoir une superficie triple de l'actuel) en, environ 6000 ans.

Ce comportement du littoral face à une élévation du niveau marin a été étudié par de nombreux chercheurs et a été simulé par de nombreux modèles (Cowell et al, 1992, 1994, Dubois, 1995, Cooper et al, 2002, 2004). Tous les modèles reposent sur une règle, empiriquement établie à partir de la variation de niveau des grands lacs américains. C'est la règle dite de Bruun (voir annexe, page 25). La synthèse la plus dense est publiée dans Smith et al, 2000.

Si l'on considère le continent comme un plan incliné intersecté par un plan horizontal (qui est la surface du plan d'eau) toute élévation de ce dernier se traduit par une migration latérale du littoral.

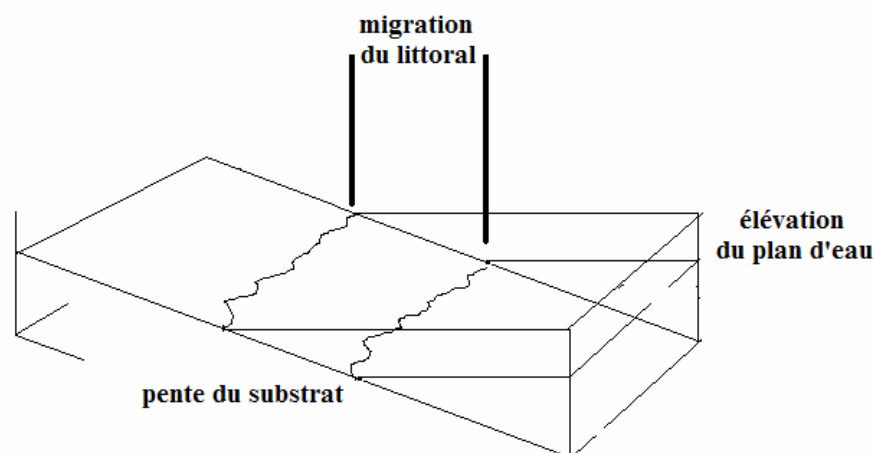


Figure 5 : Principaux paramètres contrôlant la mobilité du littoral en cas d'élévation du plan d'eau, d'après Bruun.

La migration est contrôlée par plusieurs facteurs, dont la vitesse d'élévation, et la pente du substrat sur laquelle elle porte. Il est évident que ce mécanisme simple, et exact, doit être complété par d'autres éléments, que la figure 6 présente.

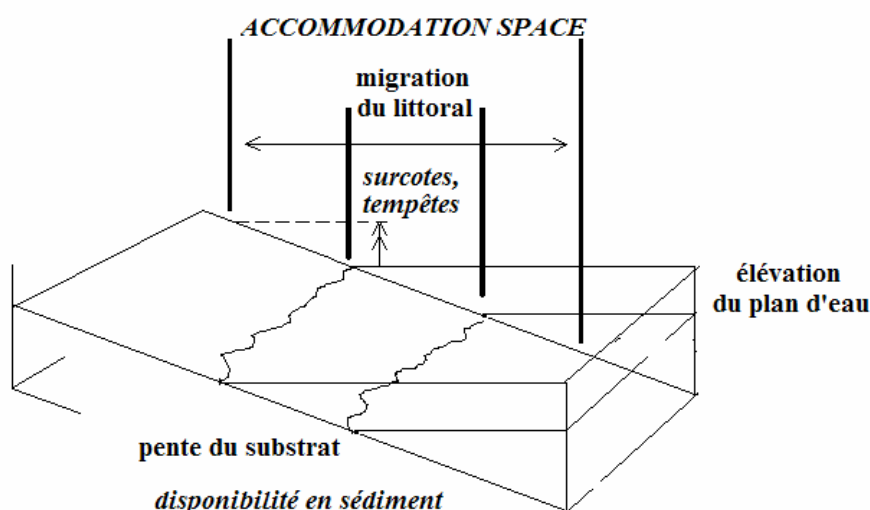


Figure 6 : Energie, espace et matériel sédimentaire nécessaires au fonctionnement de la règle de Bruun.

Pour qu'un littoral existe il faut que soit disponible du sédiment pour le construire. L'érosion marine actuelle arrache du matériel au continent et fabrique ainsi du sédiment, rendu ensuite disponible par les courants de dérive pour construire des plages, des dunes, des vasières. Mais l'âge du matériel des dunes (datés indirectement par le carbone 14 ou directement par luminescence) est souvent de plusieurs milliers d'années. En conséquence le littoral actuel est en grande partie constitué non pas par du matériel actuel mais par du matériel ancien ou fossile.

De ce fait la règle de Bruun pose un problème délicat : elle impose que ce ne soit pas seulement le contact plan d'eau/substrat qui migre, elle demande que ce soit la masse sédimentaire littorale toute entière qui se déplace. C'est l'ensemble plage dune qui doit glisser sur le substrat et s'établir à l'emplacement du nouveau littoral. La figure 6 indique cela avec les termes « *disponibilité du sédiment* ».

Ce transfert n'est possible que si une grande quantité d'énergie est présente. Si le plan d'eau monte lentement, imperceptiblement, sans agitation de 1cm par an, il envoie le littoral et ne le déplace pas. Si cette remontée est accompagnée de tempêtes, d'événements à haute énergie, alors le sédiment du littoral bouge et migre avec le niveau marin. La figure indique cela avec les termes « *surcotes et tempêtes* ». Si le matériel est déplacé par des événements aussi irréguliers que des tempêtes, on conçoit que son déplacement ne soit pas linéaire, ni régulier (Southgate et al, 2003, Cooper et Pilkey 2004). L'ensemble des processus prend place dans un espace qui déborde le littoral, vers la terre comme au large et que l'on appelle « *accommodation space* », terme qui n'était jusqu'alors employé qu'en stratigraphie séquentielle. En français on utilise « espace d'accueil » ou « espace enveloppe ». Le bon fonctionnement de la règle de Bruun inclut donc les tempêtes comme processus essentiel. Elle présuppose également une quantité de sédiment disponible.

Cette règle a été critiquée parce qu'elle est fondamentalement simple et qu'elle ne tient pas compte de toutes les particularités locales. Cette critique n'est pas sans fondement. Il n'en reste pas moins vrai que la règle est exacte sur le moyen terme et qu'elle a été vérifiée en de nombreux lieux. Une littérature riche expose comment les tempêtes, en arrachant du matériel sur une plage, et en le déversant sur la dune, voire derrière, participent à cette migration du littoral vers la terre. Les articles de Donnelly et al, 2004 ou de Dougherty et al, 2004 en sont des exemples récents. Un article de Orford et al, 2002 en donne une approche synthétique et théorique pour les littoraux en galets. La règle a été en outre améliorée par de nombreux chercheurs en particulier ceux qui travaillent sur des littoraux dont les houles sont assez régulières (Cowell et al 1992, Roy et Cowell, 1996) et qui sont relativement faciles à modéliser. En Bretagne, sur la durée de l'Holocène et malgré les fluctuations mentionnées auparavant cette règle marche relativement bien : on peut calculer que 1mm de niveau marin en plus fait, statistiquement, reculer de 10 à 15 mm le prisme sédimentaire (Regnaud, 1999).

A des échelles de temps plus courtes, la réponse du littoral aux variations du niveau marin n'est pas clairement linéaire et ne semble pas obéir strictement à la règle de Bruun. Ce qui est le plus fréquemment observé est un type de réponse anormalement intense, c'est-à-dire un recul exagéré ou, au contraire minimal, par rapport à l'intensité de l'élévation temporaire du niveau durant la tempête. En février 1991 à Saint Malo une tempête avec une surcote de 0,7 à 1,2 mètre a, localement fait reculer le littoral de 1 à 2 mètres, ce qui est beaucoup moins que ne le voudrait la règle, et beaucoup trop cependant du point de vue des gestionnaires de la côte.

La réponse du littoral aux événements rapides et intenses : les tempêtes et leur « espace enveloppe ».

Une question largement débattue en géomorphologie littorale est donc celle des forçages événementiels sur les rythmes d'évolution du trait de côte des accumulations sédimentaires. Le fait que de temps à autres de fortes tempêtes produisent de fortes érosions incite parfois à penser que l'évolution est accélérée par des événements intenses et que c'est en étudiant les variations de leurs fréquences que l'on peut le mieux expliquer les vitesses de recul d'un littoral précis (Cooper, 2002 ; Musereau, 2007). Cependant de nombreux travaux montrent qu'un littoral s'aligne souvent face aux houles dominantes alors que les directions de houles de tempêtes les plus fortes ne sont pas toujours celles des houles dominantes (voir la synthèse de Dubois, 1995, puis celles de Roy et Cowell, 1996 et Dodds et al, 2003). Il y a donc débat. L'importance des tempêtes est une idée fondée non seulement sur la règle de Bruun mais aussi sur de nombreuses observations en temps réel et elle a été particulièrement développée dans trois publications de synthèse, pionnières et originales (Carter et Orford, 1993, Forbes et al, 1995 puis Orford et al, 2002) qui ont valorisé des concepts nouveaux en géomorphologie, (dont celui

d'accomodation space). L'originalité de cette position épistémologique était de penser le comportement du littoral au travers d'un couple dynamique, la résilience et l'accomodation. Schématiquement il s'agissait de considérer que, pour les littoraux constitués par des accumulations de sédiment les forçages principaux étaient d'ordre météo marin, tandis que les contrôles dominants étaient spatiaux. Le corps sédimentaire est capable de se déformer et de se déplacer pour trouver la configuration qui lui permet de subsister face un événement à haute énergie. La capacité à se déformer sans se rompre est définie comme la résilience, le déplacement est contrôlé par l'espace disponible (accomodation space) pour les overwash et le roll-over. Avec une telle approche on peut facilement expliquer qu'une tempête qui fait, ponctuellement, reculer une partie du littoral (roll-over par exemple) peut aussi, en un autre lieu, construire le littoral voire augmenter sa hauteur (over-topping). Il est important de penser les deux phénomènes en même temps car ils sont responsable du fait qu'en reculant et en s'élevant le littoral obéit à la règle de Bruun.

A l'évidence une vision aussi contre intuitive des effets des tempêtes n'a pas toujours été bien accueillie. Elle permet cependant de bien comprendre les effets d'une tempête, et, suggérant de prendre du recul sur le coté spectaculaire d'une érosion ponctuelle elle incite à chercher les sites où la tempête a non pas érodé mais construit. Le cadre idéal pour une telle démarche est celui d'une cellule sédimentaire (Bray et al, 1995, Bray et Hooke, 1997), dont on peut postuler que les sites sources vont, sous l'effet d'une tempête reculer et que les sites puits vont, en conséquence et peu après, s'engraisser.

Le suivi de telles cellules sur le moyen terme (10, 20 ans) doit permettre de définir des vitesses moyennes et des tendances, un suivi de chaque événement intense doit permettre de préciser son rôle exact, ses conséquences et donc son importance relative par rapports aux conditions moyennes non intenses. Sur le littoral que l'excursion parcourt plusieurs anses fonctionnent en apparence comme de petites cellules sédimentaires à l'échelle locale. L'une d'entre elle l'Anse du Verger (Arrêt 1) est suivie depuis 1990 et n'a subi, durant ce temps que trois tempêtes « fortes », en 1991, 1995 et 2008. Il est donc possible de décrire son évolution en terme de tendance comme en terme d'événement. L'idée générale est de comparer le recul du site source, l'engraissement du site puits et de déterminer s'il s'agit d'un rythme dépendant des tendances météo marines habituelles ou des événements intenses.

Arrêt Anse du Verger :

Durée estimée : 1 à 3 heures

Distance à parcourir : 3km

Objectifs de l'arrêt :

- 1) *appréhension du système plage/barrière/marais et de sa mobilité en fonction du niveau marin.*
- 2) *appréhension de la notion de bilan sédimentaire avec site puit, et site source.*
- 3) *dépôts coquilliers de l'âge du Cuivre*

Présentation du site

L'Anse du Verger correspond initialement (1948, figure 7) à un site comprenant deux pointes rocheuses (plus ou moins tapissées de dépôts périglaciaires) qui reculent et à un cordon dunaire qui barre et enferme un marais d'eau douce.



Figure 7 : Anse du Verger en 1948.

C'est à cette époque un site très peu touristique qui ne dispose d'aucun aménagement (ni camping, ni voie carrossable d'accès). Toutes les parcelles alentours sont cultivées et souvent encloses. L'accès pédestre est difficile. Dans les années 1960-62 de grandes quantités de sable sont prélevées dans le cordon dunaire pour fabriquer le béton de l'usine marémotrice de la Rance. Le cordon dunaire ne joue plus son rôle de barrière et le marais peut parfois être atteint par des lames d'eau salée. Le site devient accessible : les voitures suivent les chemins tracés par les camions. De 1960 à 1985 le site est donc hyper fréquenté, appauvri en sédiment et l'érosion y est très forte (figure 8). Le littoral recule beaucoup, au point que l'Etat (DDE) et le département (Bureau des Espaces Naturels Sensibles) s'en inquiètent. En 1985 il est mis en réserve partielle et une politique de réaménagement est mise en place. Le cordon est mis en réserve, et la falaise est laissée à son recul : le chemin littoral est recrée trente à quarante mètres plus à l'intérieur.



Figure 8 : L'Anse du Verger en 1980. La partie Est, où un chemin longe le sommet d'une falaise recule rapidement. La partie Ouest, à proximité du parking est un cordon dunaire très dégradée. Photo géorectifiée, RMS de 2.5.

La falaise dans le matériel périglaciaire présente une coupe qui est présentée lors de l'arrêt suivant .

A l'occasion de la tempête de 1991 un site paléolithique a été découvert dans la partie de la falaise qui avait reculé à cette occasion. Certains de ces artefacts ont été repérés sur la plage et au cours de jours suivants, d'autres ont été observés en divers lieux de l'Anse, puis au pied du cordon. L'idée que la falaise pouvait être un site « source » et que le cordon était un site « puits » est naturellement venue de ces observations. Elle a été qualitativement confirmée par des observations en plongée (Regnauld et al, 1997).



Figure 9: Le Verger en 1982



Figure 10 : Le Verger en 2009

Dans l'ensemble la falaise a presque toujours reculé alors que le cordon dunaire a suivi une évolution en trois étapes.

Le recul de la falaise est toujours actif mais avec des vitesses hautement variables dans le temps. La figure 11 donne une représentation graphique du recul entre 1952 et 1996, marges d'erreurs incluses.

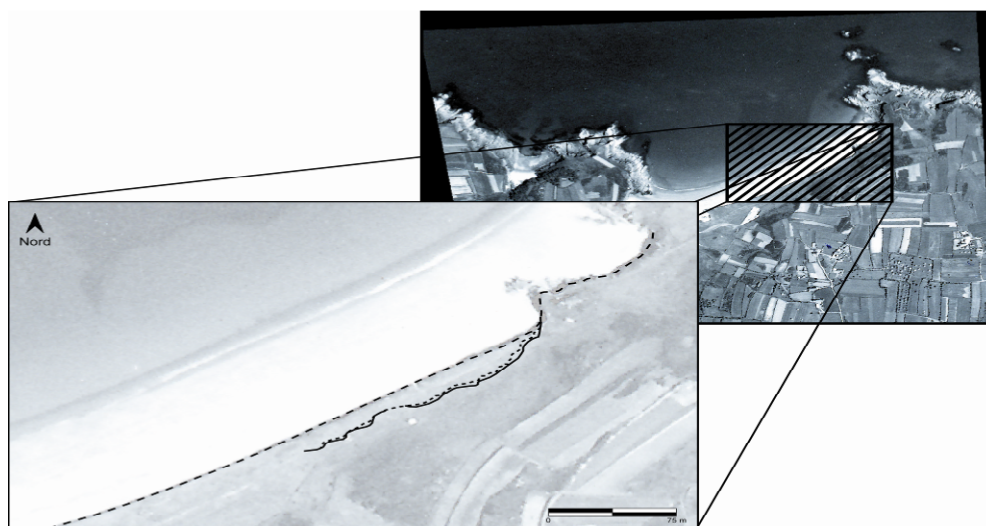


Figure 11 : Recul entre 1952 (tiretés) et 1980 (pointillés) et 1996 (ligne pleine), marges d'erreurs maximales à 5m.

La figure 12, colonne de gauche tente de schématiser les étapes de cette évolution. Entre 1948 et 1952 il n'y a pas de recul visible. A cette époque il n'y a pas de falaise parce qu'elle (du moins son futur emplacement) est recouverte par une dune grimpante qui ne porte aucune trace d'érosion : sa couverture végétale est totalement homogène et dense (étape 1). En 1977 la falaise est apparue, la dune grimpante qui la recouvrait est scindée en deux stocks de sable, l'un au pied de la falaise, l'autre à son sommet, comme une dune perchée (étape 3 sur la figure). L'explication de ce changement morphologique est simple. Le sable de l'Anse du Verger a été prélevé et le sommet de la falaise est utilisée comme parking : les voitures sont garées jusqu'à qu'à son bord. En 1980 le recul est faible (inférieur à la marge d'erreur) mais la découpe du sommet de la falaise permet, qualitativement de dire qu'il est inégalement élevé selon les lieux. La photo de 1982 produit le même type d'information avec la même interprétation (étape 4). Le ralentissement de la vitesse de recul est très probablement lié au fait que la falaise est maintenant fermée aux automobiles (1985). De 1990 à 2008 le recul est faible, de l'ordre de 0,1 à 0,4 m/an selon les endroits (étape 5). La dune perchée a totalement disparu et le socle apparaît parfois entre la plage et le head. Le recul est presque entièrement produit par deux tempêtes (1991 et 1995) qui surviennent en vives eaux durant l'étale de haute mer (Regnauld et Kuzucuoglu, 1992 et Regnauld et al, 1998). De 1996 à 2008 le recul redevient très faible (0,1 à 0,2m/an) jusqu'à la tempête de Mars.

Durant la même période l'évolution du cordon dunaire comporte trois étapes principales que la colonne de droite de la figure 12 représente schématiquement. De 1948 à 1952 il y a accrétion et il semble que la végétation gagne vers le large (étape 1), mais le mouvement mesuré est inférieur à la marge d'erreur. La phase d'érosion est perceptible sur les photos de 77, 80 et 82 mais elle a commencé en 1960 (prélèvements de sables pour l'usine de la Rance, étape 2) et a duré jusqu'en 1985. En 1977 le cordon est considérablement érodé, sa couverture végétale est discontinue (étape 3 sur la figure). En 1980 et 1980 la couverture végétale devient de plus en plus rare. La pose des ganivelles à partir 1985 (étapes 4 à 6 sur la figure) permet une reconstitution rapide. La photo de 1996 est un peu particulière car elle ne rend pas compte de cette reconstruction : elle présente l'état du système après la tempête de 1995 (étape 7 de la figure) : la ligne de ganivelles remplacées post tempête est bien visible mais la végétation n'a pas encore totalement re-colonisé les espaces que la tempête avait érodé, ou recouverts de wash overs. En 2000 le cordon a complètement retrouvé son apparence d'avant la tempête de 96 (étape 8). Jusqu'en 2008 le système croit en hauteur (environ 0,25 cm d'altitude gagné chaque année derrière les ganivelles) et de nouvelles ganivelles sont posées tous les quatre ou cinq ans, un peu en avant (vers le nord) des précédentes. Ce type de gestion des ganivelles fait qu'en 2008 le front du cordon a pratiquement retrouvé l'emplacement de 1948.

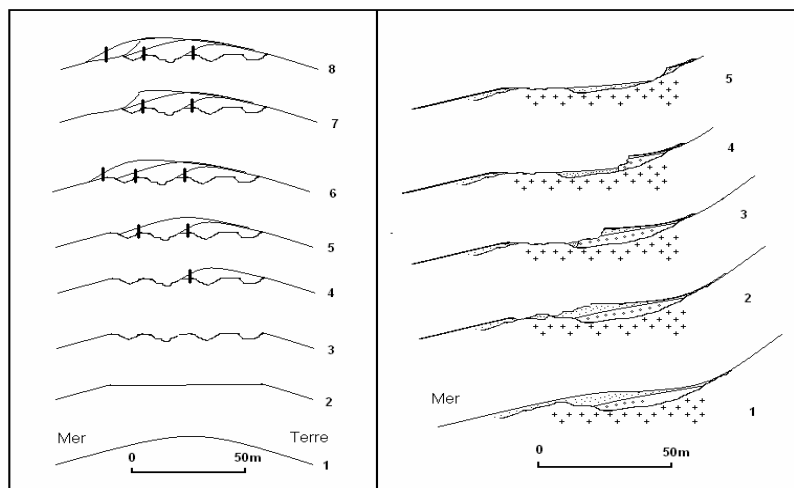


Figure 12 : Evolution schématique du cordon dunaire (à gauche) et de la falaise (à droite) selon les photos aériennes. Les profils sont numérotés depuis 1948 (n°1) jusqu'à l'actuel. Commentaires dans le texte.

Tempête et formes de recul.

Durant la tempête, les conditions locales au Verger ont été marquées par des houles d'amplitude estimée à la côte de 6m.

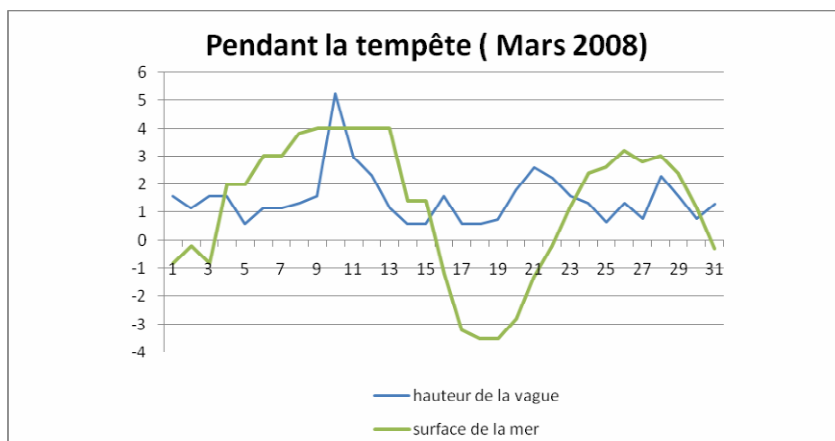


Figure 13 : Houles et surcote durant la tempête de mars 2008 (données Previmer, figure H.Mahmoud)

La comparaison des levés faits avant et après la tempête fait apparaître que le recul de la falaise est très important mais très inégal suivant les lieux. Dans l'ensemble le recul moyen est largement supérieur au mètre, ce qui est relativement semblable aux reculs des tempêtes de 1990 et 1996. Sur la figure 7 le pied de la falaise représenté par les carrés correspond au contact de la base du matériel périglaciaire avec la roche en place. Il recule partout sauf dans la partie centrale où de nombreux éboulements et effondrements « fossilisent » l'emplacement pré tempête de la base du profil. Ce fait est discuté plus loin.

Le sommet de la falaise (figure 14) recule également, de 1 à 4 mètres. Le lendemain de la tempête de nombreux pans de falaise sont encore tenus par la végétation : des touffes d'ajoncs fonctionnent en chablis. Il y a très peu de débris au pied (hormis dans la partie centrale, signalée au dessus). Au cours des jours suivant tous ces chablis tombent, le recul du sommet s'accroît et les dépôts de pied de falaise deviennent plus importants. Lors du levé du 12 Mars le recul mesuré est donc l'addition de celui qui a eu lieu durant la tempête elle-même et de celui qui a été provoqué par les effondrements postérieurs induits par les chablis.

De tels effondrements ont continué durant toute l'année et bien qu'aucune tempête forte n'ait atteint le site, il continue à reculer : le 20 janvier 2009 le sommet de la falaise est partout en retrait par rapport à Mars 2008 alors que la base bouge très peu.

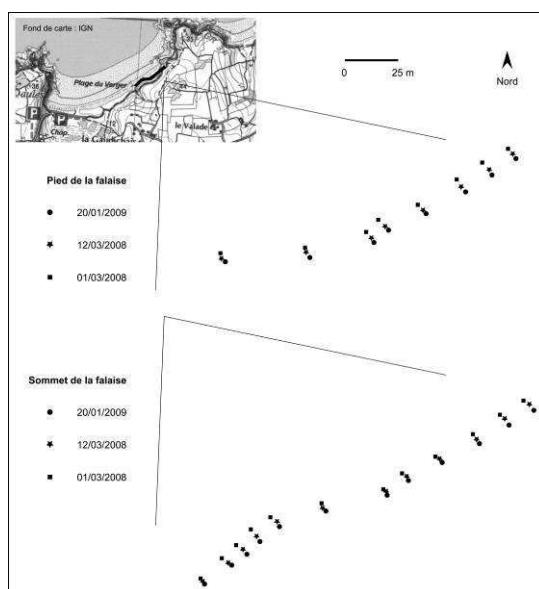


Figure 14 : Evolution du sommet de la falaise (bas) et de son pied (haut) entre le 1 mars 2008, le 12 mars 2008 et le 20 janvier 2009, marge d'erreur à 0,1 m.

Le long du cordon la tempête arrache toutes les ganivelles, enlève suffisamment de sable pour faire apparaître des ganivelles anciennes et enfouies. L'ensemble du massif perd 1,5 m sur toute sa longueur,

de façon relativement régulière et est taillé en micro falaise de 1 à 1,5 m de hauteur... Lors de la tempête, les mesures de vent sur place donnent de 4 à 7m/s au sol (à 10 cm) et des valeurs de 13 à 26 m/s à deux mètres d'altitude.

Les reculs produits par la tempête induisent des transferts de matériel. Entre 1991 et 1996 des échantillonnages avaient été systématiquement effectués dans le sable le long du pied de la falaise, sur la plage et la plage sous marine ainsi que dans le cordon dunaire. Les analyses granulométriques et morphoscopiques (Regnault et al, 1992, 1995) ont permis d'établir que le recul de la falaise fournissait du matériel à la plage sous-marine et que celui-ci était ensuite en partie recyclé sur le cordon, sous la forme de dépôts de tempêtes (wash over) venant recouvrir des dépôts éoliens. Les valeurs moyennes pour les courbes granulométriques de la plage sous-marine, de la plage intertidale et du cordon ont été calculées. Elles sont utilisées dans les graphiques des figures 7 et 8.

Après la tempête de Mars 2008, de nouveaux échantillonnages ont été réalisés. Au pied de la falaise, le sable de la plage est considérablement enrichi en fraction grossière (>2mm) et appauvri dans la gamme de 1 à 0,25mm. Dans la plage sous marine c'est justement cet intervalle (1-0,250) qui est considérablement enrichi et la fraction fine qui est appauvrie.

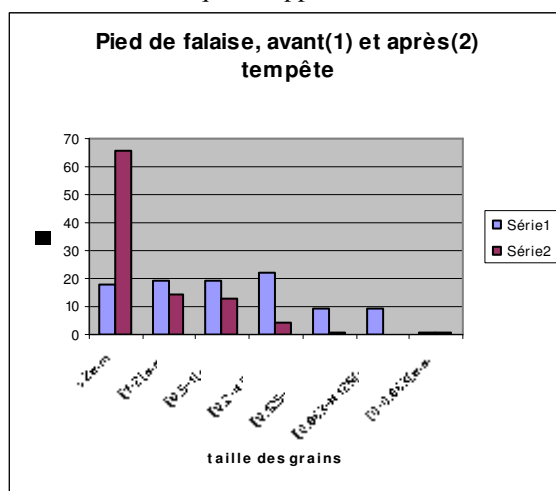


Figure 15 : Granulométrie des échantillons de la plage au pied de la falaise avant (série 1) et après (série 2) la tempête.

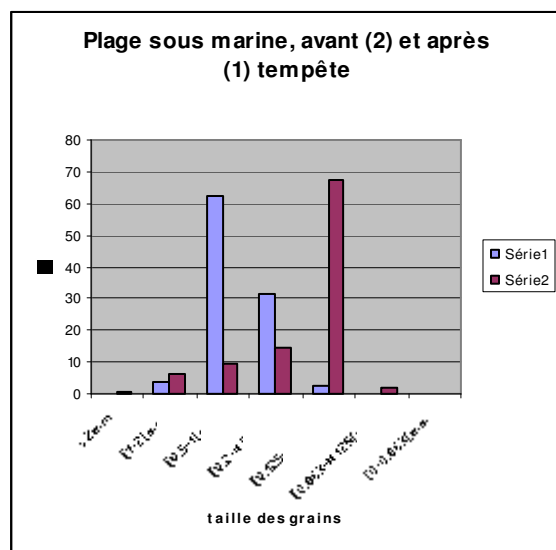


Figure 16 : Granulométrie des échantillons de la plage sous marine, avant (série 2) et après (série 1) la tempête.

Des mesures, faites entre 1950 et 2008 montrent que le recul a fourni de l'ordre de 4000m³ de sédiment. La plage (au sens strict, c'est à dire sans le volume de la dune ni de la plage sous marine) fait, au

minimum 1 000 000 à 1 200 000 m³. Un calcul rapide indique donc qu'il faudrait environ 500 ans de recul pour fournir le matériel nécessaire à la construction de la plage (on suppose que la plage n'est pas alimentée par ailleurs, ce qui est inexact, mais pratique pour poser le raisonnement en termes simples). Les choses sont encore plus complexes. Le matériel arraché à la falaise n'est pas entièrement sableux. La fraction sableuse représente à peine 30 % du total. Le reste est soit trop grossier (blocs) soit beaucoup trop fin (limons, loess). Il faut donc au moins multiplier le temps par trois (soit 1500 ans) pour envisager que le recul d'une falaise telle que celle ci puisse fournir le matériel nécessaire à la construction de la plage qui la borde. Ce point est repris dans la partie discussion.

Dépôt coquiller (midden ou kjokkenmoding)

Dans la petite baie immédiatement à l'Est du Verger un dépôt coquiller préhistorique a été trouvé dans la dune. Il s'agit d'un amas, stratifié, de moules (avec quelques pourpres), étalé sur plus de 20m et disposé en plusieurs couches, séparées les unes des autres par quelques cm de sables éoliens. La dernière couche de coquilles est recouverte par du sable de plage et non pas par du sable de dune. Les dates C 14 obtenues sur les coquilles varient entre 3600 et 2400BP. L'ensemble est interprété comme le recouvrement par une tempête exceptionnelle d'un site millénaire de cuisine, durant la période du Sub Atlantique. Ce site est actuellement presque complètement érodé.

Un autre site, sur Le Verger lui même est presque totalement disparu.

Arrêt Anse Du Guesclin :

*Durée estimée : 1,5 heure
Distance à parcourir : 1km*

*Objectifs :
déchiffrement d'une coupe dans le matériel périglaciaire.*

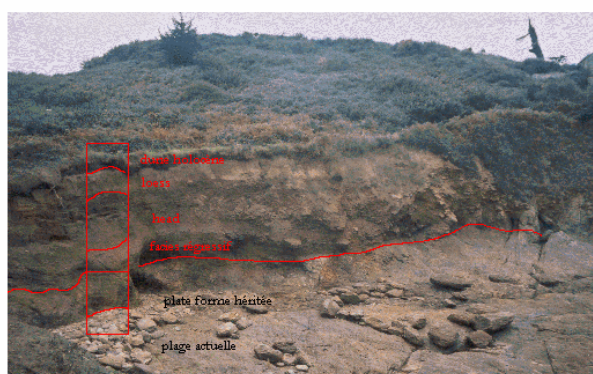


Figure 17 : le site de la coupe de l'Anse Du Guesclin

L'interprétation de la coupe permet de préciser un peu la chronologie et davantage les paléo dynamiques. Le travail présenté ici a été réalisé avec une collègue de Rennes1 (M.T. Morzadec Kerfourn) et une collègue de l'Université de Bonn (B.Mauz). L'article a été publié Marine Geology en 2003. On interprète une coupe en observant les différentes unités stratigraphiques et en reconstituant la dynamique physique qui a pu les mettre en place (sables fins éoliens, sables marins plus grossiers et coquillers, galets roulés par l'eau, galets anguleux fragmentés par le gel...). Par postulat on considère que les lois physiques qui expliquent les dynamiques actuelles, et leurs effets sur le matériel, étaient valables à l'époque de la coupe. C'est la notion d'analogie. La coupe se présente de la façon suivante :

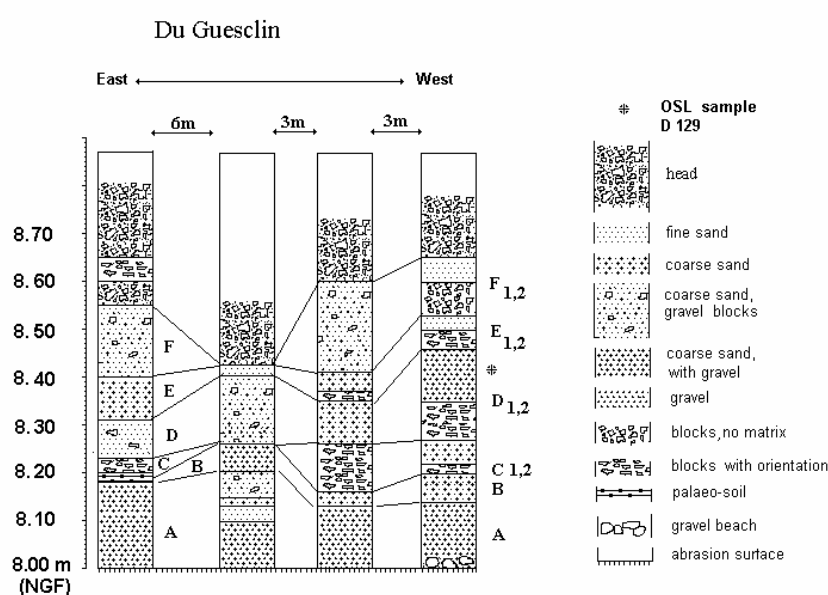


Figure 18 : Coupe de l'Anse Du Guesclin (Mar.Geol, 2003)

La base est une plate forme d'abrasion taillée et polie dans la roche (migmatites) par le va et vient d'un ancien cordon de galet remué par la mer. Le niveau marin devait être similaire à l'actuel, voire plus haut. Les alternances (B à E) de sables grossiers, graviers, blocs anguleux disposés à plat, correspondent à une dynamique complexe. Le site était en bordure de mer mais non atteint par les vagues (pas de matériel grossier roulé, mais du sable marin soufflé par le vent vers la terre) ce qui implique un niveau marin plus bas. L'unité de sables fins, moyens avec quelques blocs (F) correspond à une arrière dune parfois encombrée par des dépôts flués depuis le versant. Le niveau marin devait être un peu plus haut que le précédent, mais plus bas que l'actuel. Les dates OSL donnent, dans cette unité 90 Ka et plus.

La suite de la coupe peut être schématisée comme suit sur la figure 19 :

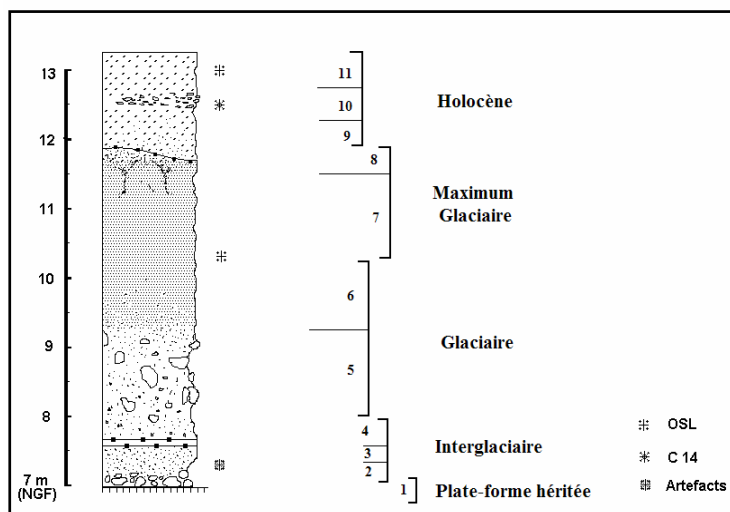


Figure 19: Coupe levée en 2000, aujourd'hui disparue à cause du recul (publiée dans Regnaud et al, 2003). 1 : Plate-forme d'abrasion héritée ; 2 : Galets attribués à l'Eémien ; 3 : Dune datée à 90 ky OSL ; 4 : Paléo sol ; 5 : Head ; 6 : Loess ; 7 : Loess avec cryoturbations ; 8 : Paléo sol ; 9 : Sable dunaire ; 10 : Knokkenmodding néolithiques ; 11 : Dune sub-actuelle. Les points mesurés pour étudier le recul de ce type de falaise sont d'une part le sommet de la dune perchée (sommet de 11), d'autre part le contact entre les galets et la plate forme d'abrasion (entre 1 et 2). Cette coupe sert de modèle pour le type C de la figure 21.

Cette coupe donne une image assez claire de l'ensemble de l'évolution du littoral qui va probablement de l'Eémien à l'actuel. A la base, sur une plate forme d'abrasion fossile se trouve une plage de galets (attribuée à l'Eémien mais sans datation absolue) puis une dune (datée à 90ky OSL) et un head indifférencié. Il est surplombé par un loess pléniglaciaire puis par une dune Holocène (6ky OSL et divers âges ^{14}C entre 6000 et 2000 BP). Le sommet est un sol historique daté par des artefacts celtiques (Cocaign et al, 1996) recouvert par une dune sub- actuelle, dont l'âge de mise en place est inconnu. On y a retrouvé des artefacts datant du Premier Empire. Le cordon dunaire est datée de environ 4600BP (par un knokkenmodding, dépôt de cuisine néolithique recouvert d'une dépôt de tempête, Regnaud et al, 1995) et le marais qu'elle protège avait commencé à se mettre en place vers 8000 BP (Regnaud et al, 1996).

On peut l'interpréter en 3D et tenter de reconstituer, sur des blocs diagrammes, le paysage de l'époque.

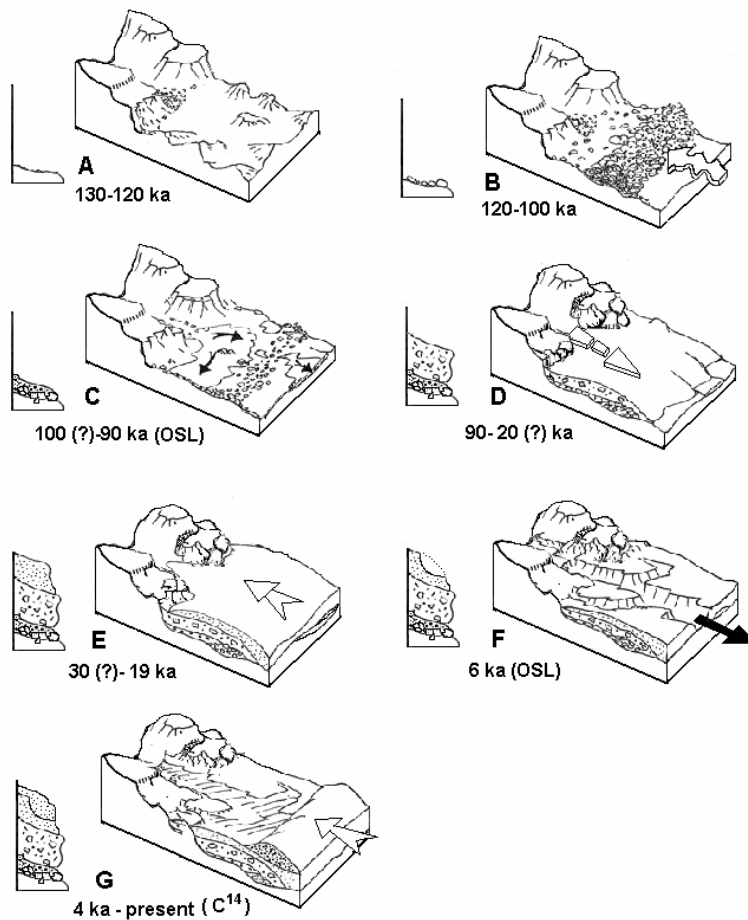


Figure 20 : Evolution du littoral, par projection latérale de l'information donnée en 2D par les coupes.

Au fur et à mesure que l'érosion fait reculer la falaise c'est une partie de la stratification qui disparaît, donc une source d'information. Dans le cas de Du Guesclin et Le Verger, ce sont aussi des gisements préhistoriques.

Discussion , variabilité spatiale, variabilité dans le temps et variabilité des forçages:

Ces deux sites permettent de réfléchir à plusieurs enjeux, qui concernent la variabilité des reculs, le bilan sédimentaire d'un événement et, enfin la notion de vitesse d'évolution et des processus qui la contrôlent.

Sur la falaise la vitesse de recul est hautement variable d'une tempête à l'autre et fortement variable d'une partie de la falaise à l'autre. Ces deux variabilités (spatiale et temporelle) sont liées à la nature et à l'épaisseur des strates apparaissant en coupe dans le profil de la falaise.

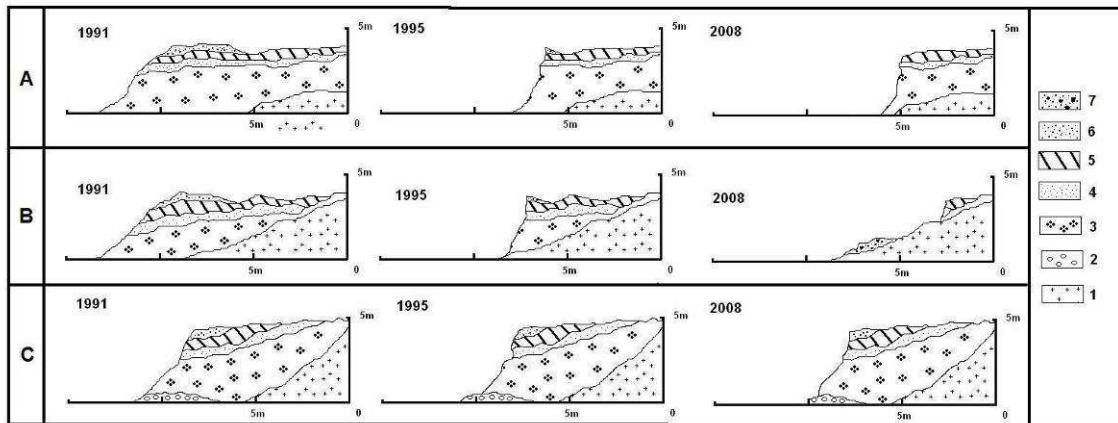


Figure 21 : Modalité du recul selon la structure sédimentaire de la coupe exposée aux houles. 1 : Socle ; 2 : Galets fossiles ; 3 : Head ; 4 : Loess ; 5 : Dune et sols holocènes ; 6 : Dune sub actuelle ; 7 : Matériel effondré.

La figure 21 représente, sur trois lignes, trois portions de la falaise, A étant dans la partie Est, B au centre et C dans la partie Ouest. Les trois dates (en colonne) correspondent aux situations immédiatement postérieures aux trois tempêtes majeures étudiées. En 1991 le recul est relativement uniforme sur toute la falaise. En 1996 c'est encore assez vrai, à ceci près toutefois que dans la partie Ouest il est faible. Cela s'explique par le fait qu'à la base de cette portion de la falaise affleure un cordon de galets fossile et qu'en conséquence le pied de la falaise est plus résistant que là où il est composé de head, ou d'une dune ancienne. Il est aussi possible de constater une autre raison que la simple résistance mécanique : durant la tempête le head se gorge d'eau alors que le cordon de galets fossile évacue l'eau. Dans les jours qui suivent le head détrempe connaît des effondrements en masse alors que les galets ne bougent pas. En 2008 le recul est extrêmement inégal suivant les lieux. En A il est important, mais semblable à celui des tempêtes précédentes. En B il est considérable : le sommet de falaise recule localement de plus de 5 mètres en une seule journée. La base bouge très peu parce qu'elle est constituée par un affleurement, in situ, du socle migmatique, recouverts par des paquets effondrés (cartouche 7, figure 21). Le protocole de mesure qui prend le « contact » entre le socle et le sédiment est donc en cause mais il faut aussi admettre que le pied de la falaise est, à cette date constitué par le socle, qui a la forme d'un plan incliné et il est très probable que cette configuration géométrique a permis aux houles d'atteindre un run up significativement plus élevé que dans le cas précédent, provoquant ainsi un fort recul du sommet. Enfin, en A le cordon de galets fossile est en partie dispersé mais joue encore un peu son rôle de protection à la base du profil et le recul est similaire à celui de 1996. En 2009 cependant les trois tempêtes modérées en intensité (de Janvier et Février) ont presque entièrement fait disparaître ce qui restait du cordon de galets.



Figure 22 : Le cordon de galets Eémien en 2008

La prochaine forte tempête aura probablement des effets légèrement différents. En A le recul commence à permettre au socle d'affleurer et il est possible que la vitesse de recul de la base diminue. Le sommet reculera sans doute encore vite, ne serait ce que par effondrement. En B le matériel disponible pour le

recul est presque entièrement dépensé. Les reliques de matériel périglaciaire sont peu épaisses et peu étendues. Rien que par ruissellement durant un hiver pluvieux (2009) l'essentiel de ce sédiment est évacué vers le pied de falaise et incorporé à la plage. Le socle affleure quasiment partout et il est assez résistant pour ne plus reculer face une tempête. Dans l'espace cette portion de la côte va devenir stable. En C le cordon de galet ayant quasiment disparu, il est probable que la vitesse de recul va augmenter. L'observation des effets des tempêtes doit donc conduire à une grande prudence quant aux extrapolations spatiales des phénomènes de recul.

Un second objet de discussion est celui du bilan sédimentaire. Selon les idées exposées dans l'introduction, le recul du site source doit alimenter le site puits. Sur le long terme (chronique de photos aériennes de 1980 à 2006) le recul de la falaise co-incide avec l'engraissement du cordon dunaire. Cependant faire des bilans en postulant un comportement linéaire, comme ci dessus est aventureux. Certains artefacts arrachés à la falaise sont retrouvés dans le cordon : il y a bien transfert de matériel. Ce qui est moins clair est d'évaluer l'importance de cet apport latéral. On peut tenir pour certain qu'une part du matériel arraché à la falaise se retrouve sur la plage sous marine, et en particulier la fraction granulométrique comprise entre 1 et 0,25mm. Le matériel plus grossier reste au pied de la falaise ou sur le haut de plage. Le matériel plus fin est probablement dispersé plus au large, en suspension dans l'eau. Il n'est pas évident de savoir comment le matériel qui a ainsi enrichi la plage sous marine va migrer sur la plage puis sur le cordon. Un processus identifié est le dépôt par wash over. Ce sont des apports spectaculaires mais limités en volume. Il ne peuvent à eux seul être tenus pour responsables de la croissance verticale du cordon dunaire derrière les ganivelles. Il est très possible qu'une part importante du sable que le vent souffle sur le cordon provienne du large, soit déposé sur la plage lors de vives eaux calmes et soit ensuite mobilisé par le vent. En somme il n'y a pas de lien causal suffisamment clair entre le recul de la falaise et la croissance du cordon dunaire pour établir absolument que l'Anse du Verger fonctionne comme une cellule sédimentaire simple. Il y a des transferts falaise-cordon mais il se peut qu'ils ne soient qu'anecdotiques et que l'essentiel des apports viennent du large. Si cette hypothèse est avérée, la définition des cellules sédimentaires comme unités spatiales de gestion de chaque baie doit être revue, ou étendue vers le large.

Un troisième enjeu porte sur la notion de comportement et de vitesse d'évolution. L'étude de l'évolution de ce site donne des informations intéressantes : en moyenne, de 1948 à 2008 le recul de la côte est de 1m/an dans la partie Est de l'Anse, alors que dans la partie Ouest, recul (de 1952 à 1985) et re-avancée (1985 à 2008) se compensent et le trait de côte, géométriquement parlant pourrait être considéré comme stable. Il suffirait de comparer la photo de 1948 et la topographie actuelle (2009), on pourrait conclure à l'immobilisme, cependant cette « stabilité » n'a aucun sens morphologique. Les deux portions du littoral, qui sont spatialement voisines exigent donc d'être comprises avec des schémas temporels distincts, et incompatibles en apparence l'un avec l'autre.

Pour la falaise, l'ensemble du comportement morphologique est relativement simple à modéliser conceptuellement : il y a un recul constant, qui est principalement dû à l'effet de fortes tempêtes et à leurs conséquences différées dans le temps (effondrements post tempêtes). Ce recul est donc forcé par la météo, et il est modulé, contrôlé par la stratigraphie de la coupe qui recule, ce qui induit une forte variabilité spatiale le long de la falaise. Ce même recul peut être accéléré par la sur fréquentation humaine. Le point important est que ni l'action humaine, ni la variabilité spatiale ne mettent en cause le schéma général : la côte ne peut que reculer et ce recul est un phénomène irréversible. Au fur et à mesure du recul une partie de l'information stratigraphique est définitivement perdue. Sur ce type de site la notion de résilience n'a pas de sens clair, mais ce qui est clair est que la vitesse d'évolution est dépendante de la fréquence des tempêtes fortes.

Pour le cordon dunaire le schéma est beaucoup moins simple. On peut dire que le forçage majeur est double : il y a la fourniture de sédiment (ce qui réfère à l'extension spatiale de la zone d'approvisionnement) et la fixation du sable par les ganivelles (ce qui renvoie à des décisions politiques). Suivant la nature des décisions prises par les responsables de l'aménagement, le cordon dunaire peut avoir tous les comportements possibles, du recul à la progradation. Le problème scientifique intéressant devient alors nouveau : ce cordon est une forme re-crée par l'homme, est-il possible qu'il arrive à fonctionner « seul », qu'il trouve ce que la littérature mentionnée en introduction appelle une résilience naturelle ?

Dans l'état actuel des connaissances l'alimentation du cordon semble venir des périodes « calmes » comme lorsque la plage est grasse et fournit par déflation éolienne le matériel que la végétation fixe ensuite. Il semblerait donc que le rythme d'évolution soit forcé par la durée des épisodes « calmes » et que les épisodes de tempêtes ne soient que des événements perturbateurs dont les effets sont réversibles,

si les « bonnes » pratiques d'aménagement, ganivelles et mise en réserve, sont ensuite mise en œuvre. Il y aurait donc une résilience entretenue socialement, et pas absolument naturelle.



Figure 23 : L'ensemble de la coupe, avant la tempête de Mars 2008.

Conclusion

L'évolution du littoral est certainement liée aux tempêtes mais ce lien n'est pas univoque. Dans certains cas la tempête est l'agent principal, il fixe le sens de l'évolution (recul irrémédiable), ou encore le rythme des changements. Dans d'autres cas la tempête n'est qu'un phénomène hors normes et l'évolution est liée à la domination des conditions moyennes. Les deux points de vue sont vrais et ne sont pas inconciliables dans l'espace : ils concernent des portions de côtes adjacentes. Pour appréhender le comportement de ce type de littoral il faut donc absolument prendre en compte une étendue spatiale qui dépasse l'extension de la simple « forme ». Le concept de cellule sédimentaire est alors utile mais il doit être entendu aussi au sens de « accommodation space » c'est à dire d'espace d'où le sédiment provient et d'espace nécessaire à la mobilité des formes. Au Verger l'accommodation space doit s'étendre au large et doit comprendre le futur recul de la falaise. Il n'aurait donc pas été facile de le définir en 1948 ! Il est également nécessaire de prendre en compte la très forte variabilité temporelle des rythmes d'évolution, qui dépend d'une part de la fréquence des événements exceptionnels et d'autre part de la longueur des épisodes « calmes ». Enfin il faut considérer que les interventions anthropiques sont, la plus part du temps, les déterminants les plus importants.

Bibliographie :

- Baeteman C., 1991 : Chronology of coastal plain development during the Holocene in West Belgium. *Quaternaire*, 2 : 116-125.
- Bernard J., 1995 : Palynological studies of coastal peat bogs at la Parée beach (Vendée, France) indicate cyclic variations in the level of the Atlantic Ocean. *Quaternaire* 6,3/4 : 159-166.
- Bray M.J., Carter D.J., Hooke J.M., 1995 : Littoral cell definition and budget for central southern England. *Jour. Coast. Res.*, 11 : 391-400.
- Bray M.J., Hooke J. M., 1997 : Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise. *Jour. Coast. Res.*, 13 : 453-467.
- Carter R.W.G., Orford J.D. 1993 : The morphodynamics of coarse clastics beaches and barrier : a short- and long- term perspective. *Journal of Coastal Research*, 15, 158-179.
- Cocaign J.Y. Bizien Jaglin C., Regnaud H., 1996 : Les sites protohistoriques de l'Anse du Verger en Cancale dans leur cadre archéologique et environnemental. *Les cahiers de CeRAA*, 24 : 71-84 .
- Cooper J.A.G., 2002 : The role of extreme floods in estuary-coastal behaviour : contrasts between river- and tide- dominated micro tidal estuaries. *Sed.Geol.*, 150 : 123-137.
- Cooper J.A.G., Pilkey O.H., 2004 : Longshore drift, trapped in an expected universe. *J. of Sed. Res.*, 74 : 599-606.
- Cowell P.J., Roy P.S. and Jones R.A., 1992 : Shore face translation model. *Mathematics and computers in simulation*, 33 : 603-609.
- Cowell P.J., Thom B.G., 1994 : Morphodynamics of coastal evolution . In carter R.W.G. and Woodroffe C.D., (eds) : *Coastal evolution : late quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, 1-341.
- Devoy R.N., 1992 : Question of coastal protection and human response to sea-level rise in Ireland and Britain. *Irish Geography*, 25 : 1-22.
- Diot M.F. et Tastet J.P., 1995 : Paléo-environnements holocènes et limites chrono-climatiques enregistrées dans un marais estuarien de la Gironde. *Quaternaire*, 6, 2 : 63-76.
- Dodd et al, 2003 : Understanding Coastal Morphodynamics Using Stability Methods. *J. Coast. Res.*, 19, 4 : 849-865.
- Donnelly J.P., Butler J., Roll S., Wrengen M., Thompson Web III, 2004 : A back barrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology* 210 : 107-121.
- Dougherty A.J., Fitzgerald D.M., Buynevich I.V., 2004 : Evidence of storm dominated early progradation of Castleneck barrier, Massachusetts, USA. *Marine Geology*, 210 : 123-134.
- Dubois R.N., 1995 : The transgressive barrier model: an alternative to two dimensional volume balanced models, *Journ. Coast. Res.*, 11 : 272-1286.
- Forbes D.L., Orford J.D., Carter R.W.G., Shaw J., Jennings S.C., 1995: Morphodynamic evolution, self organisation, and instability of coarse clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology*, 126, 1/4 : 63-85.
- Gruet Y. et Sauriau P.G., 1994 : Paléoenvironnements holocènes du marais poitevin (Littoral atlantique, France) : reconstitution d'après les peuplements malacologiques. *Quaternaire* 5,2 : 85-94.

- Lamb H.H., 1991 : *Historic storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press, Cambridge : 1-181.
- Morzadec-Kerfourn, M.T., 1995 : Coastline changes in the Armorican Massif (France) During the Holocene. *Jour. Coast. Res., Spec. Issue*, 17, Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation : 197-203
- Morzadec-Kerfourn, M.T., 1974 : Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire ; analyse pollinique de dépôts organiques littoraux. *Mem. Soc. Géol. Minér. Bret.*, 17 : 1-208.
- Musereau J., Regnaud H., Planchon O., 2007 : Vulnérabilité aux tempêtes des dunes littorales : développement d'un modèle de prédiction du dommage à travers l'exemple de Saint Trojan (Ile d'Oléron, France). *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, 4 : 1-22.
- Orford, J.D., Forbes, D.L., Jennings, S.C., 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*. 48, 51-85.
- Pinot J.P., 1974 : *Le précontinent breton*, Imprim, Lannion : 1-272.
- Pirazzoli P.A., 1991 : *World Atlas of Holocene sea-level changes*, Elsevier.
- Regnaud H., Mahmoud H., Oswald J., Planchon O., Musereau J., 2010 : Tempêtes, rythme de fonctionnement d'une cellule sédimentaire et « accommodation space » : exemple sur l'Anse du Verger, Bretagne Nord. *Noröis* 215 : 133-146
- Regnaud H., Planchon O., 2008 : Le vent dans le paysage : une ancienneté et une construction géologique, in Nourry L.M. (sous la direction de) « *Vents, invention et évolution des formes* ». P.U.R. p. 90-107.
- Regnaud H., Mauz B., Morzadec-Kerfourn M.T., 2003: Shorelines of the last interglacial in western France : some preliminary results with OSL datings . *Marine Geology*, 194, 1-2 : 65-77.
- Regnaud H., 1999 : L'élévation et les variations du niveau marin à l'Holocène terminal dans l'Ouest français : une approche par les dépôts de tempêtes. *Quaternaire*, 10, 2/3 : 181-188.
- Regnaud H., Dubreuil V., 1998 : L'élévation du niveau marin dans l'ouest français : signification climatique et conséquences géomorphologiques. *Annales de Géographie*, 600, 117-138.
- Regnaud H., Lemasson L., Dubreuil V., 1998: The mobility of coastal landforms under climatic changes : issue for geomorphological and archeological conservation, in J.Hooke editor « *Coastal Defence and Earth Sciences Conservation* », Geological Society Publishing House, 103-114.
- Regnaud H., Fournier J., Gouéry P., 1997 : Geomorphology and submarine landscapes of rocky platforms preceding cliffs in Brittany (France). *Memorie descrittive carta geologica d'Italia*, LII 179-189.
- Regnaud, H., Jennings S., Delaney C., Lemasson L., 1996: Holocene sea level variations and geomorphological response: an exemple in Northern Brittany. *Quaternary Science Reviews*, 15 : 781-787.
- Regnaud H., Coccagn J.Y., Salièges J.F., Fournier J., 1995: Mise en évidence d'une continuité temporelle dans la constitution de massifs dunaires du Sub Boréal (3600BP) à l'Actuel sur le littoral septentrional de la Bretagne. Un exemple dans l'Anse du Verger (Ille et Vilaine). *Comptes Rendus Acad. Sciences* 321, IIA, 4:303-310.
- Regnaud H., Kuzucuoglu C., 1992 : Rebuilding of a dune field landscape after a catastrophic storm : beaches of Ille et Vilaine, Brittany, France. In Carter R.W.G., Curtis T.G.S., Sheedy - Skeffington M.J. eds. : *Coastal Dunes, geomorphology, ecology and management for conservation*, Balkema, Rotterdam : 379-387.

Roy P.S., Cowell P.J., 1996 : Simulation Modelling of Large Scale Coastal Behaviour: A Review. IGCP 367 Annual Meeting, *Late Quaternary Coastal Records of Rapid Change: Applications to present and future conditions*, Sydney : 1-16.

Sanchez Goni M.F., 1996 : Vegetation and sea-level changes during the Holocene in the Estuary of the Bidassoa. *Quaternaire*, 7, 4 : 207-219.

Smith D.E, Raper S.B., Zerbini S., Sanchez-Arcilla A. eds, 2000 : *Sea-level changes and Coastal Processes : Implications for Europe*. European Commission, Brussels, 1-273.

Southgate H. et al, 2003 : Analysis of field data of coastal morphological evolution over yearly and decadal timescales. Part 2 : Non linear techniques. *J. Coast. Res*, 19, 4 : 776-789.

Verger F., 1968 - *Marais et Waddens du littoral français*. Bicaie, Bordeaux 1-406.

Visset L., Girardclos O. et Lambert G.N., 1994 : La forêt de chênes sur tourbe à l'île d'Errand, dans les marais de Brière (Massif Armoricaïn, France). Palynologie et premiers résultats dendrochronologiques. *Quaternaire* 5,2 : 69-78.

Annexe 1 :

La règle de Bruun, établie en 1962 dans sa forme définitive peut être écrite comme suit.

$$R = (L/B+h)S = SL/B + h = (S) T/\tan \Phi$$

R est le déplacement du littoral vers la terre. S est l'élévation du niveau marin. Φ est l'angle du profil de plage et de la plage sous-marine. L est la longueur de ce profil. B est la hauteur de la berme de plage (assimilable parfois à une avant dune embryonnaire) . h est la profondeur à partir de laquelle on considère qu'il n'y a plus d'échange sédimentaire important avec la côte. Le point qui a cette profondeur (en anglais, closure depth) sert de point de départ pour la mesure de L, dont l'extrémité supérieure est au sommet de la berme B.

La discussion la plus récente au sujet de la règle de Bruun est dans :

Pilkey O., Cooper J.A.G., 2004 : Society and sea-level rise, *Science*, 303 :1781-1782.